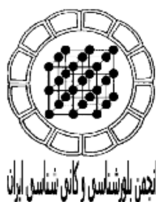
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۲۳۳ تا ۲۴۸

شیمی کانی و دما-فشارسنجی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی-آذرین جنوب دو چاه (جنوب شرق شاهرود)

مژگان رضایی[1]*، محمود صادقیان[1]، حبیب الله قاسمی[1]، پاپادوپائلو لامبرینی[2]

۱-گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲-گروه زمین شناسی کانی‌شناسی پترولوژی- اقتصادی، مدرسه زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل، یونان

(دریافت مقاله: ۹۸/۳/۷، نسخه نهایی: ۹۸/۵/۱۶)

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

چکیده: مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک پسین در جنوب دوچاه یکی از مجموعه‌های پی‌سنگی ایران در جنوب‌شرق شاهرود و در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه دربردارنده طیف ترکیبی گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی چون متابازیت، متاپلیت، متاکربنات و متاپسامیت است که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانیتی و بیوتیت‌گرانیتی هستند. سنگ‌های مادر متابازیت‌ها شامل روانه‌های بازالتی زیردریایی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس بوده‌اند که در مسیر یک دگرگونی ناحیه‌ای بارووین فشار بالا، به شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. برآوردهای دما-فشارسنجی بر پایه تجزیه شیمیایی نقطه‌ای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست در این متابازیت‌ها، گستره دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲٫۷ تا ۱۱ کیلوبار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی آنها مشخص کرده است. این شرایط بیانگر برقرار بودن یک نظام دگرگونی نوع بارووین فشار بالا در رخداد کوهزادی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی ایران در شرایط دما و فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ دما-فشارسنجی؛ متابازیت؛ نئوپروتروزوئیک؛ دوچاه؛ شاهرود.*

مقدمه

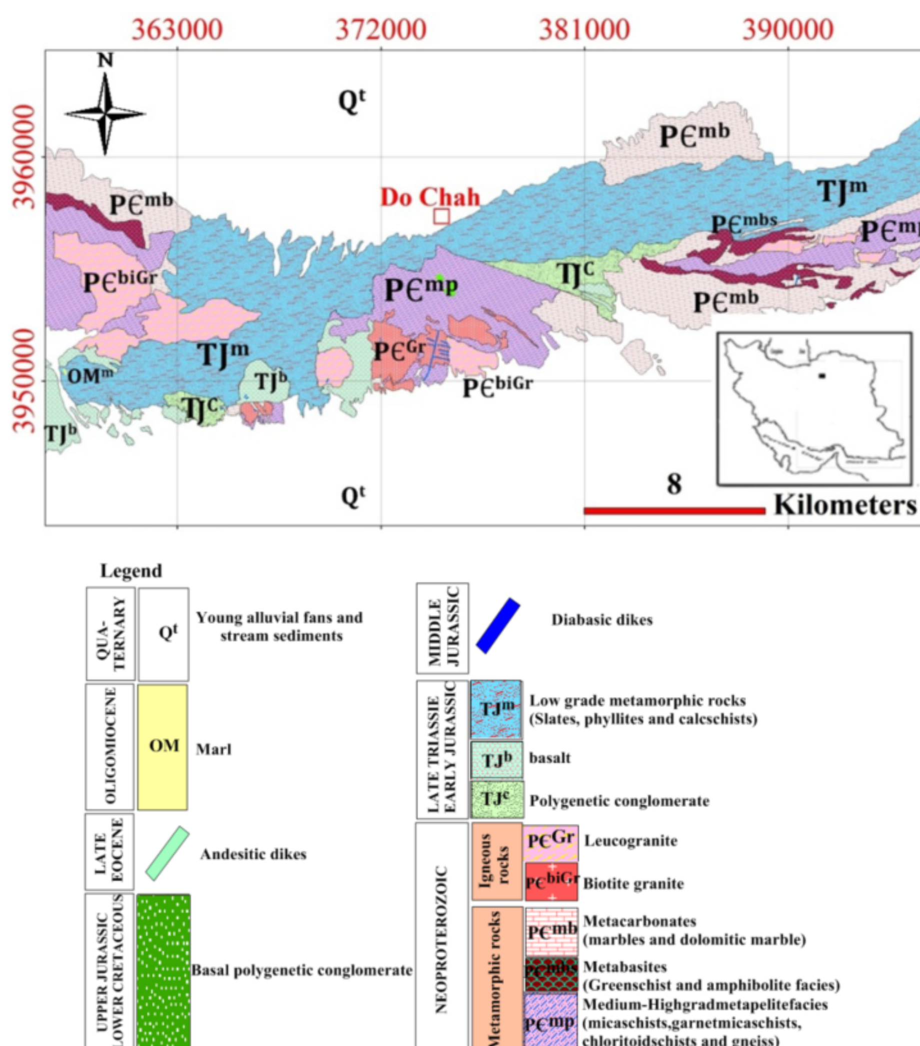
از جنوب دامغان تا جنوب و شرق شاهرود و سپس به سمت شمال‌شرق (شمال کاروانسرای میاندشت کنار جاده آسفالته بین میامی و عباس آباد)، مجموعه‌های متعدد و پراکنده‌ای دربردارنده سنگ‌های دگرگونی و آذرین ایران مرکزی با سن کلی نئوپروتروزوئیک‌پسین رخنمون دارند. این مجموعه‌ها بطور محلی با اسامی شترکوه، بند هزار چاه، دلبر، سفید سنگ، ماجراد، جنوب غرب میامی، شمال غرب احمد آباد، غرب رضا آباد، شمال گردنه رشم و جنوب دوچاه، شناخته می‌شوند. پژوهش‌های ارزشمندی پیرامون شناخت دگرگونی‌های زمین-شناسی صورت‌گرفته در گستره زمانی یاد شده انجام شده‌اند [۱-۹]. مجموعه پی‌سنگی جنوب دو چاه که بررسی دگرگونی های سنگ‌شناسی متابازیت‌های آن موضوع این مقاله است، به علت واقع شدن در کرانه شمالی کویر ایران مرکزی، دور بودن از مراکز جمعیتی و نداشتن راه‌های ارتباطی، تاکنون جز نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی و رِزوه (رَزّه) [۱۰،۱۱]، هیچ پژوهش علمی جامعی پیرامون آن صورت نگرفته و بررسی این منطقه در قالب رساله دکتری نویسنده اول مقاله، در نوع خود برای نخستین بار انجام شده است. مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک‌پسین جنوب دو چاه طیف ترکیبی گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی چون متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات و متابازیت را شامل می‌شود که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانیتی و بیوتیت‌گرانیتی هستند. متابازیت‌ها از آنجا که به شرایط دگرگونی درجه پایین حساس هستند [۱۲]، شاخص‌هایی کلیدی در ثبت فرایندهای زمین ساختی ماگمایی در نوارهای کوهزایی به حساب می‌آیند [۱۳].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۳۸۱۹۸۴، پست الکترونیکی: rezaiemozhgan@gmail.com

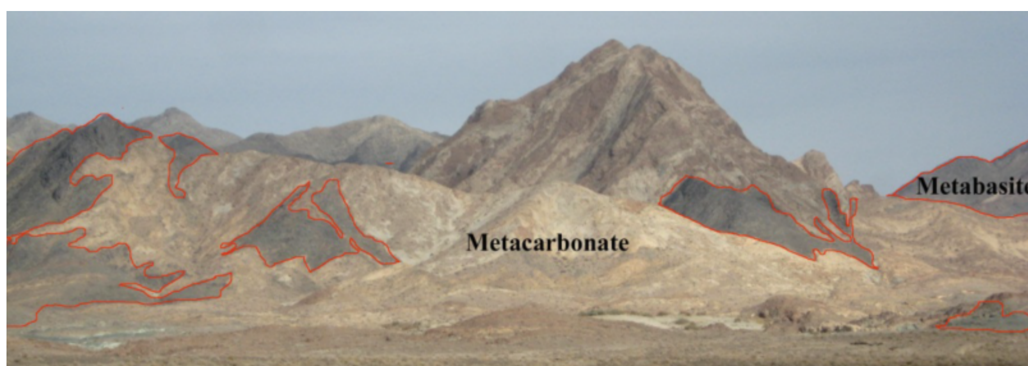
بر این اساس، در این پژوهش سعی شد تا با استناد به شواهد صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج شیمی کانی‌ها، سازوکار حاکم بر دگرگونی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پسین مجموعه دگرگونی - آذرین جنوب دو چاه به دقت ارزیابی شود.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

مجموعه دگرگونی-آذرین جنوب دو چاه در ۱۶۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود و در کرانه شمالی پهنه ایران مرکزی واقع است (شکل ۱). واحدهای سنگی وابسته به نئوپروتروزوئیک پسین طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی چون متابازیت، متاپلیت، ماسه سنگ دگرگونه و متاکربنات را شامل می‌شوند. در منطقه جنوب دو چاه، متابازیت‌ها که موضوع این مقاله هستند به صورت شیست‌سبز، اپیدوت‌آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت برونزد دارند. متاپلیت‌ها نیز شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت شیست، کلریتوئید شیست، گنیس و گارنت‌گنیس هستند. در شرایط اوج دگرگونی متاپلیت‌ها، شواهد گرانیت‌زایی بسیار دیده می‌شود. متاپسامیت‌ها و ماسه سنگ‌های تیره دگرگونه نیز از سازنده‌های این مجموعه دگرگونی هستند. متاکربنات‌ها در بالاترین بخش توالی‌های سنگی اولیه، گسترش قابل‌توجهی دارند. متاکربنات‌ها به همراه کانسنگ‌های دگرگون‌شده آهن و منگنزدار به صورت میان‌لایه در برخی مناطق رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین نئوپروتروزوئیک پسین شامل لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت هستند. این گرانیت‌ها مجموعه دگرگونی دو چاه را قطع کرده‌اند (شکل ۲).



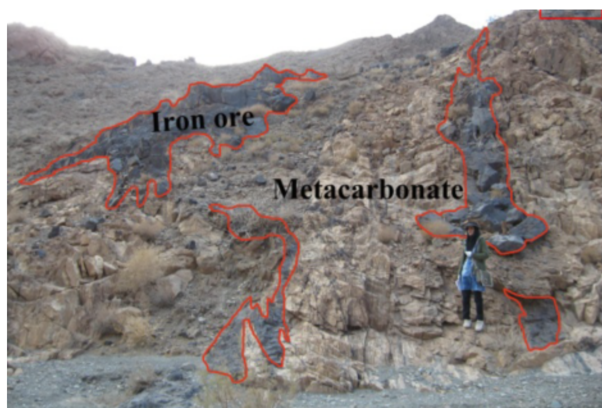
شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی-آذرین جنوب دوچاه، که بر اساس تصاویر گوگل‌ارث و بازدیدهای صحرایی این پژوهش تهیه و رسم شده است.



الف



ب



پ

شکل ۲ الف- دورنمایی از متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پسین همراه با متاکربنات‌ها در جنوب‌شرق منطقه دو چاه (جهت دید به سمت شمال)، ب- دورنمایی از لوکوگرانیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پسین و متاپلیت‌های میزبان آنها (جهت دید به سمت شمال) و پ- نمایی از کانه‌زایی آهن همراه با متاکربنات‌ها (مرمرها). کانه‌زایی آهن به صورت میان‌لایه‌ای و دارای ماهیت آتشفشانی- رسوبی است دید به سمت غرب.

واحدهای سنگی پس از نئوپروتروزوئیک پسین (واحدهای پوشاننده مجموعه دگرگونی -آذرین دو چاه) شامل توالی رسوبی - تخریبی به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین است که با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی شروع شده و با توالی به نسبت ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد. در این توالی، روانه‌های بازالتی زیرآبی، توده‌های کوچک گابرویی، دایک‌های دیابازی و آتشفشانی- تخریبی‌های با ترکیب بازالتی به‌صورت میان‌لایه رخنمون دارند. میان‌لایه‌های بازالتی در برخی نقاط از جمله شمال آغل کندو، ساخت بالشی زیبایی نشان می‌دهند. توالی یاد شده معادل سازند شمشک در البرز است که در حوضه‌های کششی پشت کمانی تشکیل شده است [۱۳-۱۵]. این توالی در رخداد سیمرین میانی در زمان ژوراسیک میانی دگرگون‌شده و به مجموعه دگرگونی درجه پایینی تبدیل شده است. مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه و همچنین توالی رسوبی- آتشفشانی دگرگون شده پوشاننده، مانند مناطق همجوار توسط دایک‌های

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

دیابازی، آپوفیزها و سیل‌های کوچک مقیاس گابرودیوریتی مورد نفوذ قرار گرفته است. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و تعیین سن ایزوتوپی به روش U-Pb، سن اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی را به آنها نسبت داده‌اند [۱۴-۱۶]. در منطقه مورد بررسی، واحد کنگلومرایی اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه و همچنین انباشته‌های کنگلومرایی پالئوسن نیز در برخی نقاط، سنگ‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. چندین دایک آندزیتی به سن ائوسن میانی - پسین، واحدهای پروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی - آذرین جنوب دوچاه را قطع کرده‌اند. رخنمون‌هایی از مارن‌های الیگومیوسن و رسوب‌های آبرفتی- تخریبی کواترنر نیز در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۱).

روش بررسی

پس از شناسایی دقیق واحدهای سنگی منطقه دوچاه و بررسی دقیق روابط صحرایی آنها با هم، حدود ۸۰ نمونه از متابازیت‌ها برداشت شد و به منظور بررسی‌های میکروسکوپی از آنها مقطع نازک تهیه گردید. از بین آنها، تعداد ۸ نمونه (۳ نمونه شیست‌سبز، ۴ نمونه آمفیبولیت و ۱ نمونه گارنت‌آمفیبولیت) انتخاب شد و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آریستوتل کشور یونان تجزیه نقطه‌ای (با دستگاه مدل JEOL JSM-840A) شدند.

شواهد صحرایی

متابازیت‌ها به صورت شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت در مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دو چاه رخنمون دارند. در بخش جنوب شرقی مجموعه (شکل‌های ۱ تا ۳)، متابازیت‌ها، اغلب با متاکربنات‌ها و گاهی با متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها به صورت بین‌لایه‌ای دیده می‌شوند. تغییرات زیاد و نامنظم ضخامت این متابازیت‌ها (سانتیمتری، دسیمتری و حتی چند صد متری)، همراهی آنها با کربنات‌ها و وجود میان-لایه‌های کربناتی در بین آنها نشان می‌دهد که این بازالت‌ها در محیط زیردریایی یا به عبارت کلی‌تر در محیطی زیرآبی تشکیل شده‌اند. در نتیجه می‌توان گفت که گدازه‌های بازی، همزمان با رسوبگذاری توالی رسوبی اولیه به درون حوضه‌های رسوبی اواخر نئوپروتروزوئیک‌پسین راه یافته‌اند و یا به عبارتی در آنها جاری شده‌اند. ساخت‌های بادامکی اولیه بازالت‌ها هنوز در برخی بخش‌های متابازیت‌ها محفوظ مانده‌اند (شکل‌های ۳ الف، ب و پ). در بخش‌هایی از متابازیت‌ها که کمتر دستخوش شده‌اند، ساخت و بافت اولیه گابرودیوریت‌ها حفظ شده است.

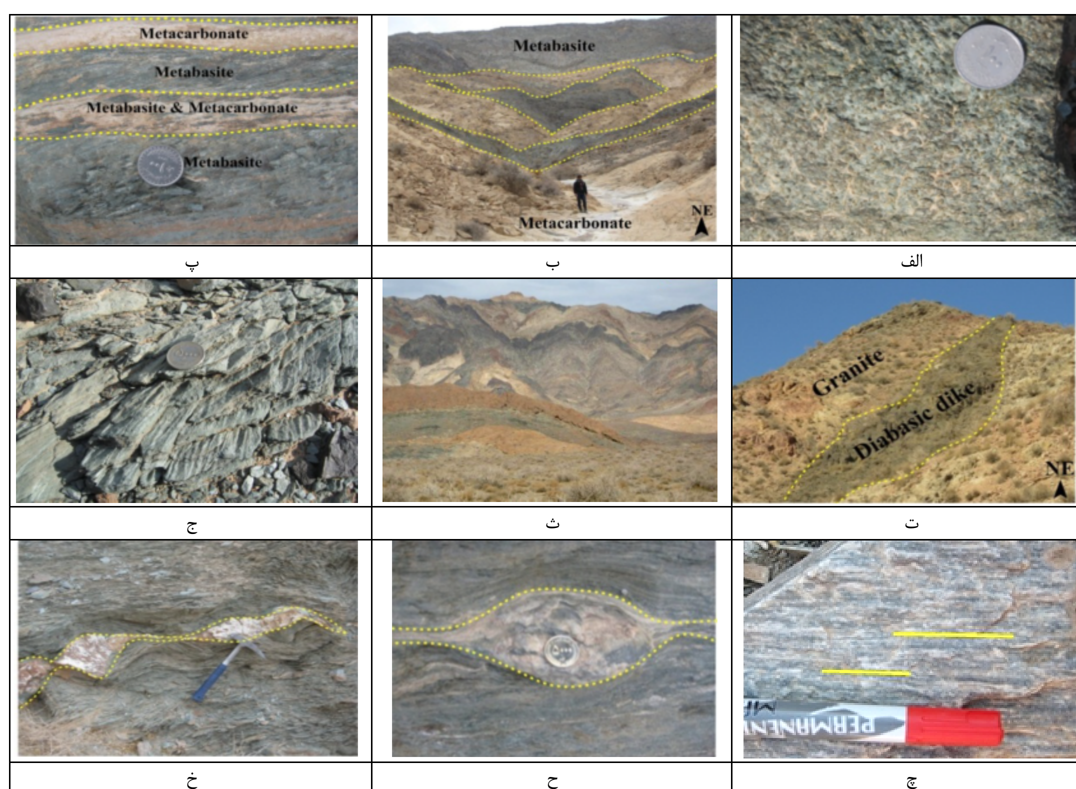
دسته‌های دایکی متابازیتی نیز در سراسر مجموعه جنوب دوچاه رخنمون دارند و می‌توان آنها را با فاصله‌های چند متری دیده کرد. البته، این دایک‌ها طی دگرگونی چین‌خورده و در مواردی با گسل‌ها نیز تغییر مکان داده‌اند (شکل ۳ ت). شاید بتوان با احتیاط بخشی از توده‌های آذرین بازی اولیه را نیز سیل به حساب آورد، ولی با توجه به دگرگونی و دگرشکلی این سنگها، همیشه باید احتیاط کرد. با توجه به مطالب بیان شده، می‌توان سنگ مادر متابازیت‌ها را روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت در نظر گرفت.

رگه‌های سیلیسی با مقیاس چند سانتیمتر تا یک متر در متابازیت‌ها دیده می‌شوند. این رگه‌های سیلیسی برآمده از تبلور سیال‌های سرشار از سیلیس ناشی از واکنش‌های دگرگونی آب-زدا و تبدیل کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها به آمفیبول هستند. در متابازیت‌ها، چین‌هایی در مقیاس ماکروسکپی تا میکروسکپی دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ث و ج). همچنین در بیشتر مناطق، جهت‌یابی ترجیحی کانیها طی دگرگونی و دگریختی به گسترش برگوارگی و خطوارگی بارزی در آنها منجر شده است. رگه‌های سیلیسی در بعضی مناطق به صورت بودین‌شدگی و عدسی‌های سیگمایی شکل ظاهر شده‌اند. شواهد بیان شده نشانگر عملکرد پهنه‌های برشی در متابازیت‌ها هستند (شکل‌های ۳ چ، ح و خ).

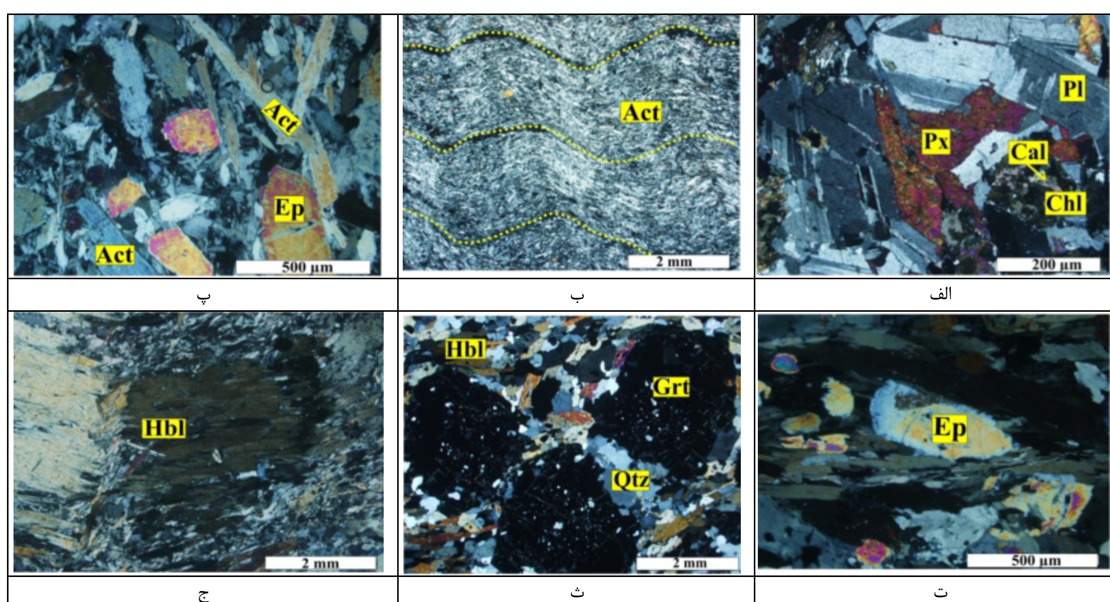
سنگ نگاری

به طور کلی، ۹۰ تا ۹۵ درصد سنگ‌های آذرین مافیک به عنوان سنگ مادر متابازیت‌ها از پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌اند [۱۲]. در بخش‌هایی از متابازیت‌های مجموعه جنوب دو چاه، گابرودیوریت‌های اولیه دچار دگرگونی و دگریختی نشده-اند و در آنها پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های ثانویه چون آمفیبول، کلسیت و کلریت یافت می‌شود (شکل ۴ الف). وقتی یک سنگ آذرین مافیک طی دگرگونی دستخوش شرایط دما و فشار جدید قرار می‌شود سازای شیمیایی خود را به شکل کانی-های جدید بازیابی می‌کند و سیلیکات‌های حامل Ca، Mg و Fe بر اساس شرایط دما و فشار مشخص خود تشکیل می‌شوند. همچنین، با تشخیص کانی در یک متابازیت، شرایط تقریبی دگرگونی سنگ آذرین مافیک تعیین می‌شود [۱۳]. بر این اساس، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی جنوب دوچاه را می-توان به صورت شیست‌سبز و آمفیبولیت در نظر گرفت.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]



شکل ۳ تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین جنوب دوچاه: الف- ساخت بادامکی برجامانده از سنگ مادر بازالتی در متابازیت‌ها. ب و پ- همراهی متابازیت‌ها با کربنات‌ها و وجود میان‌لایه‌های کربناتی در بین آنها که نشانگر تشکیل بازالتهای مـادر در محـیط آبـی است، ت- دایک دیابازی قطع کننده بیوتیت گرانیت‌ها (دید به سمت شمال شرق)، ث- چین‌های با مقیاس ماکروسکوپی در آمفیبولیت‌ها (دید بـه سمت شمال)، ج- چین‌های مزوسکوپی در شیست‌های سبز، چ، ح و خ- به ترتیب خطوارگی مشخص، عدسـی‌هـای سیلیـسی بـه شـکل سـیگما و بودین‌شدگی رگه‌های سیلیسی موجود در آمفیبولیت که نشان‌دهنده قرارگیری متابازیت‌ها در پهنه‌های برشی هستند.



شکل ۴ تصاویری میکروسکوپی از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین جنوب دوچاه (در نور قطبیده متقاطع، XPL): الف- گابرودیوریت اولیه به عنوان سنگ مادر بخشی از متابازیت‌ها، ب- اکتینولیت شیست و چین‌های نمایان آن، پ- اپیدوت اکتینولیت شیست، ت- ریزساختار اپیدوت‌ماهی در اپیدوت اکتینولیت شیست، ث- گارنت آمفیبولیت و ج - ریزدانه‌شدن هورنبلند در آمفیبولیت. (علائم اختصاری کانی‌ها عبارتند از Pl: پلاژیوکلاز، Ep: اپیدوت، Px: پیروکسن، Hb: هورنبلند، Ac: اکتینولیت و Gt گارنت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

شیست‌سبز: کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شیست‌های سبز مجموعه دگرگونی جنوب دو چاه شامل اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و پلاژیوکلازهای سدیمی هستند. اسفن، کلسیت، روتیل، آپاتیت و اکسیدهای آهن و منگنز نیز به عنوان کانی فرعی یافت می‌شوند. این شیست‌های سبز بر اساس فراوانی کانی‌های شاخص شامل سه گروه کلریت‌شیست، اپیدوت-اکتینولیت‌شیست و اکتینولیت‌شیست هستند (شکل‌های ۴ ب و پ). چنین تنوع ترکیبی می‌تواند ناشی از تنوع سیّال‌های شرکت کننده در فرآیندهای دگرگونی باشد. افزایش سازای Ca سیال سبب فراوانی اپیدوت با فرمول $Ca_2Fe^{3+}Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(2OH)$، افزایش سازای Fe و Mg سبب تشکیل کلریت با فرمول $(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Mn,Al)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$ و افزایش سازای Ca، Fe و Mg سبب فراوانی اکتینولیت با فرمول $Ca(Fe^{3+},Mg)_5Si_8O_{22}(OH,F)_2$ در نمونه‌های سنگی مورد بررسی شده است. در این نمونه‌ها، اکتینولیت به صورت بلورهای ریز تا متوسط، کشیده و دوکی‌شکل تا شکل‌دار در بعضی نمونه‌ها با بافت نخ شکفتی ظاهر شده‌است. کلریت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار در بعضی نمونه‌ها در راستای برگوارگی تشکیل شده است و بافت ورقه شکفتی نشان می‌دهد. اپیدوت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و ریزبلور تا درشت‌بلور دیده می‌شود. پلاژیوکلازها در شیست‌های سبز به مقدار اندک یافت می‌شوند و به صورت ریزبلور تا متوسط‌بلور هستند. شواهد دگرریختی مانند برگوارگی، خطوارگی، گسترش ریزچین و تشکیل بلورهای ماهی‌شکل اپیدوت در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ ت).

آمفیبولیت: آمفیبولیت‌های مجموعه جنوب دو چاه بر اساس فراوانی کانی‌های شاخص موجود در آنها به سه گروه اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت تقسیم شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها شامل اپیدوت، هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند. اسفن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و اکسیدهای آهن و منگنز نیز با فراوانی مودال کم در این سنگ‌ها حضور دارند. از بین این کانی‌ها، اسفن دارای بیشترین فراوانی است. در آمفیبولیت‌های مورد بررسی، هورنبلند، حجم عمده‌ای از کانی‌ها را به خود اختصاص داده است و به صورت بلورهای درشت اغلب بزرگتر از ۱ میلی‌متر، منشوری و دوکی شکل به رنگ سبز با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای ریز تا متوسط و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بین هورنبلندها قرار دارد. کوارتز نیز به صورت بلورهای ریز در زمینه و یا میانبار در هورنبلند دیده می‌شود. بافت نخ شکفتی در نتیجه جهت‌یابی هورنبلند در این سنگ‌ها دیده می‌شود. تفاوت بارز اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها حضور اپیدوت در اپیدوت‌آمفیبولیت‌هاست. آمفیبولیت‌های دارای کلریت و یا اپیدوت در پایین‌ترین درجات رخساره آمفیبولیت یافت می‌شوند [۱۷].

گارنت‌آمفیبولیت‌ها در مقایسه با اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها دربردارنده گارنت و مقدار اندکی بیوتیت هستند (شکل ۴ ث). همچنین در این سنگ‌ها، اکتینولیت و اپیدوت یافت نمی‌شود. شکفته بلورهای گارنت در گارنت‌آمفیبولیت‌ها اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار همراه با شکستگی، همچنین دارای میانبارهایی از کوارتز ظاهر شده‌اند. این سنگ‌ها بافت‌های نخ شکفتی، متقاطع (دیکوسیت)، شکفته بلوری و پوئی غربالی نشان می‌دهند. از شواهد دگرریختی در اپیدوت-آمفیبولیت‌ها، آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها می‌توان به برگوارگی و خطوارگی (تشکیل نوارهای تیره و روشن)، شکستگی، ریزدانه شدن، شکن شدگی و تشکیل بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند، شکستگی و شکن شدگی پلاژیوکلاز، بودین‌شدگی نوارهای کوارتزی و بازتبلور کوارتز اشاره کرد (شکل ۴ ج).

شیمی کانی‌ها

به منظور تعیین ترکیب‌شیمیایی دقیق کانی‌ها و برآورد دما-فشار تشکیل متابازیت‌ها در نمونه‌هایی از شیست‌های‌سبز، آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی جنوب دوچاه، آمفیبول‌ها در ۱۸۰ نقطه، پلاژیوکلازها در ۹۸ نقطه و گارنت‌ها در ۲۲ نقطه، مورد تجزیه شیمیایی شدند. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است. برای بررسی و پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهای Excel و Grapher12 استفاده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

جدول ۱ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه.

نمونه	شیست سبز			آمفیبولیت			گارنت آمفیبولیت		
نقاط	مرکز	داخلی	لبه	مرکز	داخلی	لبه	مرکز	داخلی	لبه
SiO_2	۵۶٫۰۸	۵۷٫۳۸	۳۹،۴۶	۴۶٫۵۴	۱۶،۴۷	۴۷٫۲۲	۴۶٫۱۰	۴۶٫۶۹	۴۴٫۹۷
TiO_2	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۳۷	۰٫۵۵	۰٫۶۳	۰٫۶۵	۰٫۷۳	۰٫۶۴	۰٫۸۰
Al_2O_3	۱۳٫۷۳	۱۳٫۱۷	۱۳٫۱۰	۱۳٫۳۰	۱۲٫۹۴	۱۲٫۸۸	۱۵٫۰۳	۱۵٫۵۴	۱۵٫۵۱
Fe_2O_3	۳٫۳۱	۳٫۲۲	۴٫۵۵	۰٫۱	۰٫۲۴	۲٫۳۳	۲٫۹۳	۳٫۹۱	36/1
FeO	۲٫۶۴	۲٫۵	۵٫۲۹	۱۳٫۸۲	۱۳٫۸۱	۱۲٫۲۴	۹٫۸۲	۸٫۶۲	۱۲٫۲
MnO	۰٫۴۹	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۳۸	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۰۷	۰
MgO	۱۹٫۱۵	۱۹٫۳۲	۱۴٫۲۸	۱۰٫۱۸	۹٫۹۶	۱۰٫۳۳	۱۰٫۱۹	۱۰٫۶۷	۹٫۵۳
NiO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۴	۰	۰
CaO	۱۱٫۱۹	۱۰٫۵۳	۱۰٫۹۵	۱۱٫۵۱	۱۱٫۰۳	۱۱٫۷۶	۱۰٫۱۲	۹٫۸۶	۱۰٫۵۰
Na_2O	۰٫۸۸	۱٫۰۴	۲٫۴۹	۱٫۴۷	۱٫۷۲	۱٫۴۵	۱٫۷۴	۱٫۸۹	۲٫۱۰
K_2O	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۴۹	۰٫۳۷	۰٫۵۵	۰٫۴۵	۰٫۴۱	۰٫۲۹
H_2O*	۲٫۱۸	۲٫۱۹	۲٫۱۱	۲٫۰۷	۲٫۰۷	۲٫۰۸	۲٫۰۸	۲٫۱۱	۲٫۰۶
مجموع	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۳۴	۱۰۰٫۵	۹۹٫۵۱	۱۰۰٫۴۲	۹۹٫۳۲
تعداد اکسیژن	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳
Si	۷٫۷۲۲	۷٫۸۵۵	۶٫۵۷۷	۶٫۷۵۵	۶٫۸۲۷	۶٫۷۹۸	۶٫۶۴۱	۶٫۶۲۶	۶٫۵۴۷
Al^{iv}	۰٫۲۷۸	۰٫۱۴۵	۱٫۴۲۳	۱٫۲۴۵	۱٫۱۷۳	۱٫۲۰۲	۱٫۳۵۹	۱٫۳۷۴	۱٫۴۵۳
Al^{vi}	۰٫۳۲۷	۰٫۳۶۷	۰٫۷۶۶	۱٫۰۳	۱٫۰۳۵	۰٫۹۸۴	۱٫۱۹۳	۱٫۲۲۵	۱٫۲۰۸
Ti	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷۹	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۷
Fe^{3+}	۰٫۳۴۳	۰٫۳۳۱	۰٫۴۸۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۶	۰٫۲۵۲	۰٫۳۱۸	۰٫۴۱۸	۰٫۱۴۹
Fe^{2+}	۰٫۳۰۴	۰٫۲۸۶	۰٫۶۲۷	۱٫۶۷۸	۱٫۶۷۱	۱٫۴۷۴	۱٫۱۸۳	۱٫۰۲۳	۱٫۴۸۶
Mn	۰٫۰۵۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۸	۰
Mg	۳٫۹۳۱	۳٫۹۴۳	۳٫۰۱۹	۲٫۲۰۳	۲٫۱۴۹	۲٫۲۱۸	۲٫۱۸۹	۲٫۲۵۷	۲٫۰۶۹
Ca	۱٫۶۵۱	۱٫۵۴۴	۱٫۶۶۴	۱٫۷۸۹	۱٫۷۱۱	۱٫۶۵۹	۱٫۵۶۱	۱٫۴۹۹	۱٫۶۳۷
Na	۰٫۲۳۴	۰٫۲۷۷	۰٫۶۸۴	۰٫۴۱۵	۰٫۴۸۲	۰٫۴۰۶	۰٫۴۸۶	۰٫۵۲۱	۰٫۵۹۳
K	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۹۱	۰٫۰۶۹	۰٫۱۰۱	۰٫۰۸۲	۰٫۰۷۴	۰٫۰۵۴
(Ca+Na) (B)	۱٫۸۸۵	۱٫۸۲۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Na (B)	۰٫۲۳۴	۰٫۲۷۷	۰٫۳۳۶	۰٫۲۱۱	۰٫۲۸۹	۰٫۳۴۱	۰٫۴۳۹	۰٫۵۰۱	۰٫۳۶۳
(Na+K) (A)	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۳۹۱	۰٫۲۹۵	۰٫۲۶۲	۰٫۱۶۶	۰٫۱۲۹	۰٫۰۹۴	۰٫۲۸۴
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	۰٫۹۲۸	۰٫۹۳۲	۰٫۸۲۸	۰٫۵۶۸	۰٫۵۶۳	۰٫۶۰۱	۰٫۶۴۹	۰٫۶۸۸	۰٫۵۸۲
$Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al^{vi}$	۰٫۳۸۸	۰٫۴۷۴	۰٫۵۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۵	۰٫۲۰۴	۰٫۲۱	۰٫۲۵۴	۰٫۱۱

جدول۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازهای متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه.

نمونه	شیست سبز			آمفیبولیت			گارنت آمفیبولیت		
نقاط	مرکز	داخلی	لبه	مرکز	داخلی	لبه	مرکز	داخلی	لبه
SiO_2	۶۸٫۳۳	۶۸٫۰۳	۶۷٫۸۵	۶۳٫۳۹	۶۳٫۵۳	۶۴٫۱۶	۶۲٫۱۶	۶۳٫۳۹	۶۳
Al_2O_3	۱۹٫۶۳	۲۰٫۰۸	۱۹٫۹۶	۲۳٫۱۱	۲۲٫۹۲	۲۲٫۰۸	۲۳٫۷۹	۲۲٫۸۴	۲۳٫۱۲
FeO	۰	۰٫۰۵	۰٫۱۹	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۲۳
CaO	۰٫۳۳	۰٫۷۳	۰٫۹۶	۴٫۱۶	۴٫۱۷	۳٫۱۷	۵٫۱۳	۴٫۰۸	۴٫۳۶
Na_2O	۱۱٫۵۸	۱۱٫۴۴	۱۱٫۲۵	۹٫۳۶	۹٫۳	۹٫۵۹	۸٫۶	۹٫۳۵	۹٫۲
K_2O	۰٫۱	۰	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۴۸	۰٫۲۸	۰٫۱۲	۰٫۰۵
مجموع	۹۹٫۹۶	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۲۱	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۱۸	۹۹٫۷۸	۱۰۰٫۱	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۶
Or (K)	۰٫۵	۰	۰	۰٫۲	۰٫۷	۲٫۸	۱٫۶	۰٫۷	۰٫۳
Ab (Na)	۹۷٫۹	۹۶٫۶	۹۵٫۵	۸۰٫۱	۷۹٫۶	۸۲٫۲	۷۴	۸۰	۷۹
An(Ca+Mn+Mg)	۱٫۵	۳٫۴	۴٫۵	۱۹٫۷	۱۹٫۷	۱۵	۲۴٫۴	۱۹٫۳	۲۰٫۷
تعداد اکسیژن	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸

جدول۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی گارنت‌های متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه.

نمونه	گارنت آمفیبولیت							
نقاط	مرکز	داخلی						لبه
SiO_2	۳۷٫۵۱	۳۷٫۷۳	۳۷٫۱۹	۳۷٫۱۲	۳۸٫۱۲	۳۸٫۴۴	۳۷٫۹	۳۸٫۶۹
TiO_2	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Al_2O_3	۲۱٫۲۲	20.73	۲۱٫۷۷	۲۱٫۶۷	۲۰٫۳۹	۲۰٫۹	۲۱٫۷۸	۱۹٫۷۱
FeO	۲۴٫۱۷	۲۵٫۶۲	۲۵٫۵۵	۲۶٫۱۶	۲۷٫۲	۲۶٫۰۳	۲۶٫۴۸	۲۶٫۴۴
MnO	۴٫۸۱	۴٫۳۶	۴٫۳۱	۴٫۱۸	۳٫۰۱	۲٫۰۹	۱٫۱۵	۱٫۰۵
MgO	۲٫۰۱	۱٫۶۴	۱٫۸۶	۲٫۱۴	۲٫۵۶	۴٫۰۵	۳٫۹۹	۴٫۲۱
CaO	۱۰٫۱۷	۹٫۶۵	۸٫۸۹	۸٫۳۵	۸٫۳۰	۸٫۵۷	۸٫۲۵	۹٫۵۴
مجموع	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۰۷	۹۹٫۸۶	۹۹٫۷۲	۹۹٫۹۴	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۸۵	۹۹٫۷۸
اسپسارتین	٪۱۰٫۷۷	٪۹٫۸۰	٪۹٫۷۰	٪۹٫۴۲	٪۶٫۷۶	٪۴٫۶۳	٪۲٫۵۴	٪۲٫۳۲
پیروپ	٪۷٫۹۲	٪۵٫۷۱	٪۷٫۳۶	٪۸٫۴۷	٪۸٫۵۲	٪۱۳٫۴۲	٪۱۵٫۵۹	٪۱۵٫۴۹
آلماندین	٪۵۱٫۵۸	٪۵۶٫۰۱	٪۵۶٫۶۲	٪۵۷٫۰۶	٪۵۹٫۰۵	٪۵۶٫۱۵	٪۵۶٫۸۷	٪۵۳٫۶۲
گروسولار	٪۲۷٫۴۷	٪۲۵٫۸۱	٪۲۴٫۴۷	٪۲۳٫۴۸	٪۲۱٫۱۹	٪۲۲٫۴۹	٪۲۲٫۶۲	٪۱۹٫۸۰
آندرادیت	٪۰٫۷۴	٪۱٫۳۲	۰	۰	٪۱٫۸۴	٪۰٫۹۲	۰	٪۶٫۴
تعداد اکسیژن ها	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲

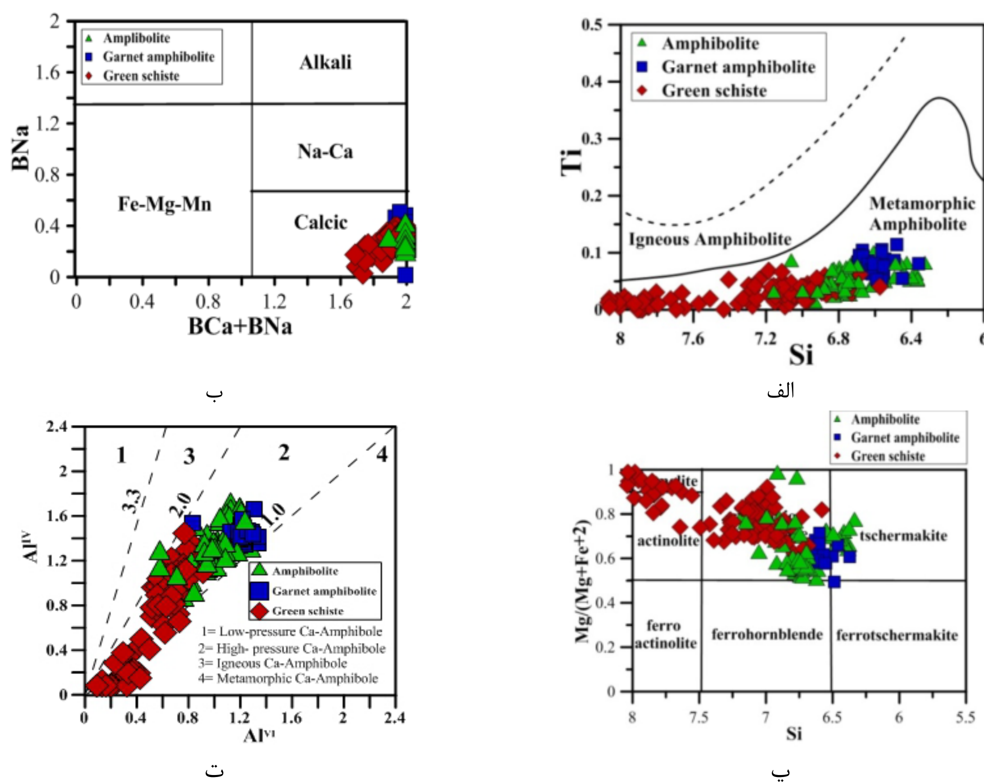
آمفیبول: آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار Ti نسبت به Si [۱۸] در گستره آمفیبول‌های دگرگونی قرار دارند (شکل ۵ الف). چند نوع آمفیبول در متابازیت‌ها معمول هستند. آمفیبول‌های مورد بررسی با توجه به تقسیم‌بندی مرجع [۱۹]، از نوع کلسیمی هستند (شکل ۵ ب) و براساس نمودار تقسیم‌بندی انواع آمفیبول‌های کلسیمی که بر اساس مقدار کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها رسم شده، در گستره ترمولیت و آکتینولیت، منیزیوهورنبلند تا چرماکیت واقع شده‌اند (شکل ۵ پ). بیشتر آمفیبول‌های دارای ماهیت ترکیبی ترمولیت-اکتینولیت مربوط به متابازیت‌های رخساره شیست‌سبز هستند. در حالی که آمفیبول‌های دارای ماهیت منیزیوهورنبلندی تا چرماکیتی وابسته به متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت هستند. براساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۲۰]، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع آمفیبول‌های فشار متوسط تا بالا با خاستگاه دگرگونی هستند (شکل ۵ ت).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای مورد بررسی از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه دارای ترکیب Or_{0-4}، Ab_{67-99} و $An_{0.3-31}$ و از نوع آلبیت تا آندزین هستند. در نمودار مرجع [۲۱]، پلاژیوکلازهای وابسته به شیست‌های‌سبز در گستره ترکیبی آلبیت و پلاژیوکلازهای وابسته به آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها در گستره ترکیبی الیگوکلاز تا آندزین واقع می‌شوند (شکل ۶). در متابازیت‌ها، کانی اپیدوت که اغلب در شرایط دگرگونی درجه پایین تا متوسط (رخساره شیست-سبز) همراه با پلاژیوکلازهای فقیر از کلسیم (سدیم‌دار) تشکیل می‌شود در درجات بالاتر (رخساره آمفیبولیت) با آلبیت واکنش داده و پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم را ایجاد می‌کند.

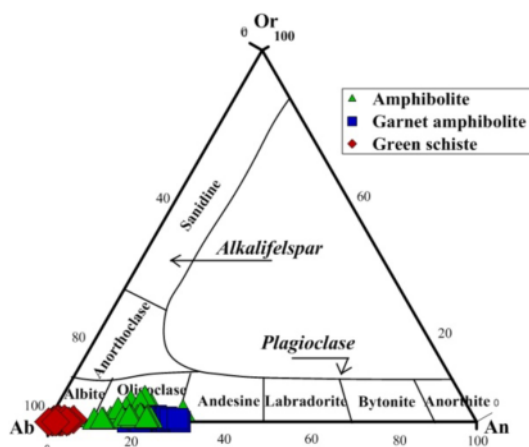
گارنت: ترکیب گارنت در گارنت‌آمفیبولیت‌ها به صورت $(Fe^{2+}, Mg, Ca, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$ نشان داده می‌شود، با این وجود Fe^{3+} نیز با مقادیر کم، به صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. حضور گارنت به صورت همزیست با کانی‌های دارای Fe^{3+} مانند آمفیبول، جانشینی Fe^{3+} -Al در گارنت‌آمفیبولیت‌های مورد بررسی را تأیید می‌کند. ترکیب گارنت‌ها بر حسب اعضای انتهایی آنها به صورت Grs_{20-27}، Pyr_{5-16}، Sps_{1-10} و Alm_{51-61} است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار مثلثی پیروپ- آلماندین+ اسپسارتین- گروسولار رسم و در شکل ۷ الف نشان داده شده است.

شکل ۷ ب نیمرخ ترکیبی کسر مولی سازنده‌های گارنت‌ها به‌ویژه کلسیم، منیزیم، منگنز و آهن را نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار، مقدار X_{Fe} از مرکز به سمت لبه افزایش محسوسی دارد. کاهش مقدار آهن در آخرین نقطه تجزیه شده (در بخش لبه‌ای) به احتمال بسیار ناشی از دگرسانی یا هوازدگی است. بررسی روند تغییرات X_{Mg} و X_{Mn} به طور همزمان نشان می‌دهد که تغییرات این دو پارامتر تا نقطه ۵ تقریباً هماهنگ است، ولی از نقطه ۵ تا لبه بلور، اختلاف بارزی

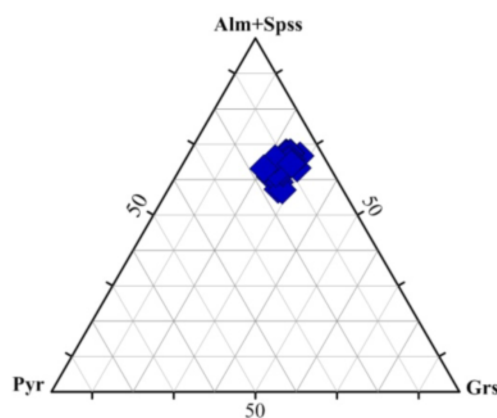
در تغییرات آنها دیده می‌شود به طوری که X_{Mn} کاهش قابل- ملاحظه و برعکس، X_{Mg} افزایش حدود دو برابری نشان می- دهد. اغلب چنین رفتاری نتیجه افزایش دما و فشار محیط تشکیل سنگ‌های میزبان این گارنت‌هاست. X_{Ca} تغییرات کاهشی محسوسی از مرکز به سمت لبه نشان می‌دهد. بررسی همزمان X_{Fe} و X_{Ca} نشان می‌دهد که این دو پارامتر رفتار تقریباً متقابلی دارند، یعنی کلسیم و آهن می‌توانند در ساختار گارنت‌های موجود در متابازیت‌های مورد بررسی به صورت محلول جامد تبادل کاتیونی انجام دهند.



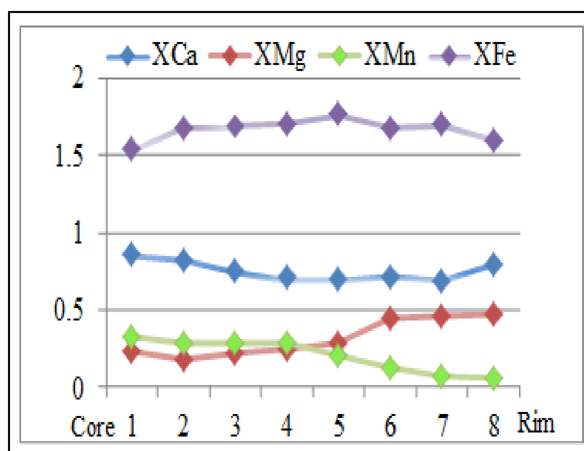
شکل ۵ ترکیب آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دو چاه در: الف – نمودار Si نسبت به Ti برای مشخص نمودن آمفیبول‌های دگرگونی [۱۸]، ب- نمودار BNa نسبت به BCa+BNa [۱۹]، پ - نمودار $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ نسبت به Si برای تفکیک انواع آمفیبول‌ها [۱۹] و ت- نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۲۱] برای تعیین نوع آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین.



شکل ۶ نمودار مثلثی Ab-Or-An [۲۱] و برای تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای مورد بررسی وابسته به متابازیت‌های مجموعه آذرین– دگرگونی دو چاه.



الف



ب

شکل ۷ الف- نمودار سه‌تایی مجموعه اعضاء نهایی Pry-(Alm-Sps)-Grs و ب- موقعیت ترکیبی گارنت‌های مورد بررسی بر آن. ب- نیمرخ ترکیبی گارنت‌ها از مرکز به لبه برای گارنت آمفیبولیت‌ها.

محاسبه دما و فشار

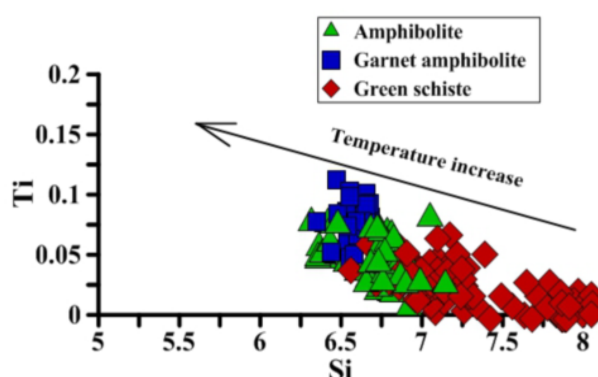
متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه با طیف ترکیبی گسترده آمفیبول‌ها، ترکیب پلاژیوکلاز و مجموع کانی‌های همزیست موجود در این سنگ‌ها همه نشان‌دهنده تشکیل آنها در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار هستند. در دهه‌های گذشته، روابط تجربی بسیاری بر پایه روش‌های ترمودینامیکی برای برآورد دما و فشار متابازیت‌ها ارائه شده‌اند که از آن جمله می‌توان به دما- فشار سنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز و همچنین دما و فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول اشاره کرد.

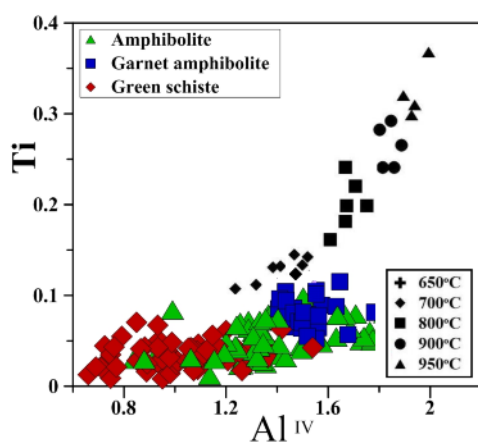
دما - فشارسنجی آمفیبول: آمفیبول از کانی‌های اصلی متابازیت‌هاست. این کانی در گستره وسیعی از دماها (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشارها (۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدار است [۱۸]. همچنین این کانی به دلیل فرمول شیمیایی متغیّری که دارد، از نظر بار الکتریکی و شعاع یونی، عناصر مختلفی را می‌تواند در ساختار خود جای دهد. بین سازای آمفیبول‌ها، عناصری چون Na، Al، Ti و Ca وجود دارند که نسبت به تغییر فشار، دما و گریزندگی اکسیژن حساس هستند [۲۲]. بنابراین با توجه به مقادیر این عناصر، می‌توان به شرایط دما و فشار تشکیل این کانی پی برد.

دماسنجی آمفیبول: از روش‌های موجود برای دماسنجی می‌توان به دماسنجی بر پایه تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti اشاره کرد. مقدار Al^{IV} در آمفیبول‌ها وابسته به دماست به طوری که با هر صد درجه سانتیگراد افزایش دما، حدود ۰/۳ به مقدار کاتیونی Al^{IV} افزوده می‌شود [۲۲]. مقدار Ti نیز تابع دماست و با افزایش دما در آمفیبول‌ها، مقدار آن افزایش می‌یابد؛ بنابراین مقدار تیتانیم موجود در آمفیبول‌ها نیز می‌تواند به عنوان یک دماسنج، دمای تشکیل آمفیبول‌ها را مشخص نماید [۲۲]. به عقیده کوپر و لاورینگ [۲۳]، مقدار تیتانیم موجود در آمفیبول به عوامل دیگری چون حضور فازهای تیتانیم‌دار در سنگ مانند تیتانیت و ایلمنیت نیز وابسته است. به نظر آنها، این عوامل موجب کاهش مقدار عنصر تیتانیم در ساختار کانی آمفیبول می‌شوند. بنابراین، افزایش مقدار تیتانیم همراه با کاهش عنصر سیلیسیم موجود در ترکیب آمفیبول روند افزایش دمای دگرگونی را نشان می‌دهد. در نمودار تغییرات Si-Ti [۲۴]، آمفیبول‌های مورد بررسی با روند افزایش دمای یاد شده همخوانی دارند (شکل ۸ الف). نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۲۵] دمای تشکیل یا توقف تبادل‌های شیمیایی آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه را ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد (شکل ۸ ب).

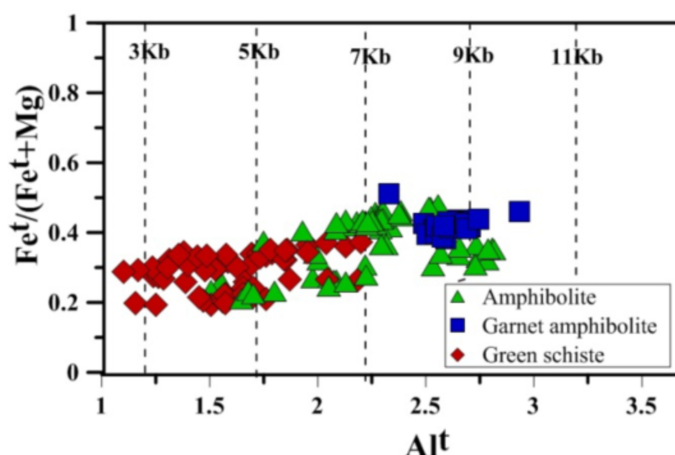
فشارسنجی آمفیبول: مقدار Al^{VI} و Al^{t} اساس فشارسنجی در آمفیبول‌ها محسوب می‌شوند. مقدار Al^{VI} در آمفیبول‌ها با بالا رفتن فشار افزایش می‌یابد. مقدار Al^{t} در آمفیبول‌ها نیز وابسته به غلظت Al در سنگ مادر نیست، بلکه تابع فشار طی تشکیل آمفیبول‌هاست. نمودار Fet/Fe^{t}+Mg نسبت به Al^{t} [۲۶] نشان می‌دهد که شیست‌های سبز در فشارهای حدود ۳ تا ۷ کیلوبار،

آمفیبولیت‌ها در فشارهای ۴ تا ۹ کیلوبار و گارنت آمفیبولیت‌ها در فشارهای ۷ تا ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۹) که با شرایط متعارف تشکیل این سنگ‌ها همخوانی دارد. در واقع، ترکیب آمفیبول‌ها همسو با روند دگرگونی و تغییرات شرایط دما - فشار (شکل‌های ۸ و ۹) تغییر کرده است. خلاصه‌ای از میانگین فشارهای محاسبه شده با استفاده از روش‌های فشارسنجی متداول، برای متابازیت‌های مجموعه جنوب دو چاه در جدول ۴ ارائه شده است.





شکل ۸ موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دو چاه در الف - نمودار تغییرات Si نسبت بـه Ti [۲۴] و ب- نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۲۵]. که روند افزایش دمای دگرگونی از شیست سبز به آمفیبولیت در آن به طور کامل نمایان است.



شکل ۹ نمودار Fe^t/Fe^t+Mg نسبت به Al^t [۲۶] که فشار تشکیل متابازیت‌های مجموعه دگرگونی دو چاه را نشان می‌دهد.

جدول ۴ میانگین فشار محاسبه شده برای تشکیل متابازیت‌های جنوب دو چاه با استفاده از روش‌های مرسوم فشارسنجی آمفیبول.

میانگین فشار (kbar)	رابطه فشارسنجی	روش فشارسنجی
۶٫۶	$P\ (\pm 3kbar) = -3.92+5.03Al_t$	[۲۲]
۷	$P\ (\pm 0.6kbar) = -3.01+4.76Al_t$	[۲۶]
۷٫۱	$P\ (\pm 1kbar) = -4.76+5.64Al_t$	[۲۷]
۵٫۴	$P\ (\pm 0.5kbar) = -3.46+4.23Al_t$	[۲۸]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

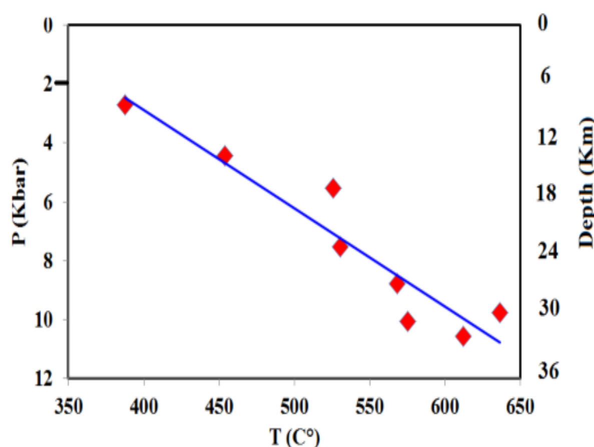
دما- فشار سنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز

این نوع دما - فشارسنجی بر اساس توزیع یون‌های Si, Al, Ca, Na و K بین زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیک انجام می‌شود [۲۹]. دماها و فشارهای برآورد شده برای متابازیت‌های مجموعه جنوب دگرگونی دوچاه بر اساس این روش ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و ۲/۷ تا ۱۱ کیلوبار است (جدول ۵ و شکل ۱۰).

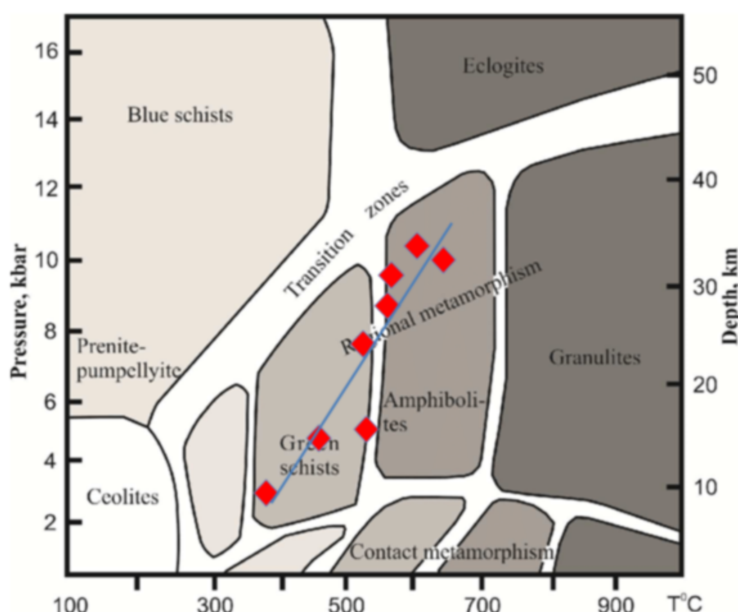
تغییرات کانی‌شناسی متابازیت‌ها در مسیر دگرگونی شامل تغییر ترکیب آمفیبول‌ها از ترمولیت و آکتینولیت تا چرماکیت و ترکیب پلاژیوکلاز از آلبیت تا آندزین است. مجموع کانی‌های همزیست این سنگ‌ها نشانگر تشکیل متابازیت‌های دوچاه در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار است. بر این اساس و همچنین با توجه به گستره‌های دما - فشار رسم شده برای این سنگ‌ها، متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه دچار دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده دما - فشار متوسط منطبق با نوع بارووین فشار متوسط تا بالا در گستره دما - فشار رخساره‌های شیست- سبز تا آمفیبولیت بالایی شده‌اند (شکل ۱۱).

جدول ۵ نتایج دما - فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند) – پلاژیوکلاز.

نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
SiO_2	۵۰٫۵۲	۵۹٫۵۱	۴۹٫۱۹	۴۷٫۰۶	۴۶٫۰۵	۴۶٫۲۶	۴۵٫۱۹	۴۴٫۹۴
TiO_2	۰٫۳۸	۰٫۱۸	۰٫۷۵	۰٫۳۸	۰٫۶۹	۰٫۸۶	۰٫۶۹	۰٫۷۱
Al_2O_3	۱۰	۹٫۹	۱۰٫۳۵	۱۲٫۲۱	۱۳٫۴۲	۱۴٫۹۴	۱۵٫۷۳	۱۵٫۱۹
FeO*	۸٫۱۴۴	۳٫۸۵	۱۳٫۰۳	۱۴٫۳۷	۱۴٫۹۹	۱۲٫۵۳	۱۳٫۱۱	۱۱٫۱۳
MgO	۱۵٫۲۲	۲۱٫۶۲	۱۱٫۶۹	۱۰٫۴	۹٫۲۹	۹٫۸۶	۹٫۵۷	۱۱٫۵۳
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۰۵	۰٫۲۸	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۳۹
CaO	۱۰٫۸۹	۱۱٫۱۱	۱۱٫۰۳	۱۰٫۹۹	۱۱٫۲۶	۱۰٫۱۲	۱۰٫۷۹	۱۰٫۹۵
Na_2O	۱٫۷۱	۰٫۳۵	۱٫۴۵	۱٫۶	۱٫۶۸	۱٫۸۱	۱٫۸۶	۲٫۵۴
K_2O	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۱۴	۰٫۳۴	۰٫۴۵	۰٫۵۳	۰٫۳۴	۰٫۴
XAb	۰٫۹۵۶	۰٫۹۹	۰٫۷۷۵	۰٫۸۲۳	۰٫۷۸۴	۰٫۷۰۴	۰٫۶۹۴	۰٫۷۵۹
X An	۰٫۰۴۳	۰	۰٫۲۱۵	۰٫۱۷۳	۰٫۲۱۵	۰٫۲۹۶	۰٫۳	۰٫۲۳۵
T (^oC) HB_2	۳۸۷٫۶۳	۴۵۳٫۸	۵۲۵٫۶۶	۵۳۰٫۳۸	۵۶۸٫۱۸	۵۷۵٫۵۱	۶۱۲٫۳۷	۶۳۶٫۶۳
P(kb) HB_2	۲٫۷۱	۴٫۴۵	۵٫۵۵	۷٫۵۲	۸٫۷۷	۱۰٫۰۷	۱۰٫۵۶	۹٫۷۷



شکل۱۰ نمودار تغییرات فشار نسبت به دما که براساس داده‌های به دست آمده از روش‌های دما – فشارسنجی شرح داده شده در متن محاسبه و رسم شده‌اند.



شکل۱۱ نمودار دما – فشار نشان دهنده گستره دما – فشار رخساره‌های دگرگونی. روند تغییرات دما – فشار متابازیت‌های مجموعه دگرگونی دو چاه به این نمودار اضافه شده است.

الگوی پیشنهادی روند دگرگونی

گستره دماها و فشارهای بدست آمده برای متابازیت‌های مجموعه جنوب دوچاه با گستره‌های دما و فشار محاسبه شده برای متابازیت‌های مجموعه‌های پی‌سنگی همجوار همخوانی خوبی دارد. برای آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه دماهای ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتیگراد و فشارهای ۹ تا ۱۱ کیلوبار [۶]، برای مجموعه دگرگونی دلبر دماهای ۴۸۶ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار [۴]، بندهزارچاه دماهای ۴۲۹ تا ۶۰۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۳٫۳۱ تا ۱۱٫۲ کیلوبار [۵] و برای ماجراد دماهای ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۴ تا ۱۳ کیلوبار [۹] بدست آمده است. این گستره‌های دما و فشار نشان می دهد که مناطق پی‌سنگی جنوب شرق شاهرود دستخوش رخداد دگرگونی ناحیه‌ای معادل با رخساره شیست-سبز تا آمفبولیت بالایی شده‌اند و تغییرات دما – فشار آنها با شیب (گرادیان) زمین‌گرمایی دگرگونی نوع بارووین فشار بالا همخوانی دارد.

ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی مجموعه دوچاه نشان می‌دهد که سنگ‌های مادر آنها دارای طیف ترکیبی بسیار متنوعی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دلومیت، مارن، بازالت و گابرودیوریت، و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته بوده‌اند و به مناطق بسیار کم‌عمق تا عمیق حوضه‌های رسوبی وابسته به حوضه‌های کششی درون قاره‌ای تعلّق داشته‌اند. در این حوضه‌های رسوبی، همراه با کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی برای تشکیل و صعود ماگماهای بازی و جایگیری آنها در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک-پسین فراهم شده است. در نتیجه، می‌توان گفت که گدازه‌های بازی، همزمان با رسوبگذاری توالی رسوبی اولیه، به درون حوضه‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک‌پسین راه یافته‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر مناطق پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک-پسین مناطق همجوار، بسیاری از پژوهشگران معتقدند که در اواخر نئوپروتروزوئیک پسین، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده‌اند (برای مثال [۱-۹]). گفتنی است که در مجموعه دگرگونی جندق، حضور سنگ‌های بازالتی، بازالتی بالشی، لوکوگابرویی، پیروکسنیتی و هارزبورژیتی که در حد رخساره‌های شیست‌سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، نشان می‌دهد که این حوضه‌های‌کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی نیز پیش‌رفته‌اند [۸]. پس از حاکم شدن یک نظام تراکمی قوی بر سرزمین‌های شمال گندوانا، حوضه-

های کششی ایجاد شده بسته شده‌اند و مواد درون آنها به صورت آمیزه‌های زمین ساختی درآمده و یا روی ورقه‌های قاره-ای همجوار فرارانده شده و به احتمال بسیار تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته-شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی و از سوی دیگر فرارانش ورقه‌های سنگی، سنگ‌های درگیر در این فرایندها در حد شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی دگرگون شده‌اند. طی فرایند بسته‌شدن حوضه‌های رسوبی مورد نظر و رخداد فرایند دگرگونی، قطعه‌های سنگی به صورت منشورهای به هم افزوده ظاهر شده‌اند و آمیزه زمین ساختی بزرگ مقیاسی را تشکیل داده‌اند. طی تنش‌های زمین ساختی، سنگ‌های مورد بررسی دستخوش دگرشکلی و میلونیت‌زایی قابل توجهی بر شده‌اند که می‌توان شواهد آن را از بزرگ مقیاس تا ریزمقیاس (در حد مقیاس میکروسکوپی) به روشنی دیده کرد. چین‌خوردگی، گسترش خطوارگی و برگوارگی و در مواردی گسل‌خوردگی از شواهد بارز دگرشکلی در منطقه جنوب دوچاه است. بر اساس سن‌سنجی‌های انجام شده به روش اورانیم- سرب بر روی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌های مجموعه‌های همجوار، گستره سنی ۵۲۶ تا ۵۷۷ میلیون سال برای متابازیت-های ماجراد [۹] و ۵۳۴ تا ۵۴۸ میلیون سال برای متابازیت‌های شترکوه [۳۰] به‌دست آمده است. این گستره سنی با نئوپروتروزوئیک پسین (ادیاکارن) همخوانی دارد و مترادف با کوهزایی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی ایران است.

برداشت

مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک‌پسین جنوب دوچاه دربردارنده سنگ‌های دگرگونی چون متابازیت، متاپلیت، متاکربنات و متاپسامیت است که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانیتی و بیوتیت‌گرانیتی هستند. متابازیت‌های این مجموعه با طیف ترکیبی شیست‌سبز، آمفیبولیت، اپیدوت-آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت دارای سنگ‌های مادر بازالتی زیردریایی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس بوده‌اند که در گستره دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۲/۷ تا ۱۱ کیلوبار، معادل دما و فشار رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و منطبق با نوع بارووین فشار متوسط تا بالا، دگرگون شده‌اند. این رخداد دگرگونی در ارتباط با کوهزایی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی ایران صورت گرفته است.

مراجع

[1] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451(2008)71–96.

[2] Rahmati Ilkhchi M., Faryad S.V., Holub F.V., Kosler J., Frank, W., *"Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Huh metamorphic complex (Central Iran)"*, Earth Sciences 100(2011) 45–62.

[3] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R J., Santos J F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research 27(2013) 439-452.

[4] Balaghi Einalou M., *"Petrology and Geochemistry of Delbar Metamorphic-igneous Complex, Biarjomand Region (Southeast of Shahrood)"*, PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2015) 522p.

[5] Hosseini S. H., "Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezar Chah granitoid pluton of Biarjomand (SE of Shahrood)" PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2015)256p.

[6] Sadeghian M., Hosseini S.H, Hemmati A., Shekari S., *"Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids",* Journal of Earth Sciences, Geological Survey of Iran 103(2016) 41-60.

[7] Shekari S., *"Petrology and geochemistry of Shotor Kuh metamorphic-igneous complex",* PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2018) 392p.

[8] Baluchi S., "*Petrology, geochemistry and isotope geology of Jandagh-Arusan metamorphic-igneous complex*" PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2019) 428p.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.16.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233]

Mineralogist 50(1965) 843 – 851.
[19] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., . *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names"*, American Mineralogist. 82(1997) 1019-1037.
[20] Fleet M.E., Barnett R.L., *"Al^{IV}, Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario"*, Canadian Mineralogist 16(1978) 527-532.
[21] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the rock-forming minerals"*, John Wiley and Sons, New York, (1966) P 528.
[22] Hammarastrom J. M., Zen E. A., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American mineralogist 71(1986) 1297-1313.
[23] Cooper A. F., Lovering J. F., *"Greenschist amphiboles from River, New Zealand"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 27(1970) 11-24.
[24] Hynes A., *"A comparison of amphiboles from medium- and low pressure metabasites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 8(1982) 119-125.
[25] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al and Ti contents of Calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer"*, American Mineralogist 83(1998) 952-969.
[26] Schmidt M. W., *“Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer”* Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.
[27] Hollister L.S., Grissom G.E., Peters E.K., Stowell H. H., Sisson. V. R., “Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons” American Mineralogist 72(1987) P 231-239.
[28] Johnson M. e., Rutherford. M. J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-*
[9] Veiskarami., Sadeghian M., Mingguo Z and Ghasemi H., *"Petrology, geochemistry and dating of the Late Neoproterozoic metabasites of the Majerad metamorphic complex (SE of Shahrood): One step to understanding of the geodynamic evolutions of Iranian Gondwanan terrains"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27(2019)191-216.
[10] Rahmati Ilkhchi M., *"1:100000 geological map of Rezveh"*, Geological Survey of Iran, 2003.
[11] Ghasemi A., Haji Hosseini A., *"1:100000 geological map of Dareh Daii"*, Geological Survey of Iran, 2004.
[12] Ghasemi H., *"Petrography and petrogenesis of metamorphic rocks: Volume 2: Petrogenesis of Compositional Groups and Tectonic Settings of metamorphic event"*. Shahrood University of Technology Publications. First Ed. (2016) 725p.
[13] Tao Peng., Ling-Sen Zeng., Li-E Gao., Axel Gerdes., Jia-Hao Gao., Zhao-Ping Hu and Chun-Ming Wu., *"Metamorphic P-T path and SIMS zircon U-Pb dating of amphibolite of the Namche Barwa Complex, southeast Tibet, China"*, Lithos 104(2018) 1-74.
[14] Ghasemi H., Rostami Hossury M., and Sadeghian, M., "*Basic Magmatism in the Extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic on the northern edge of Central Iran-South of Eastern Alborz Zones, Shahrood-Damghan*". Geosciences 27(107) (2018) 123-136.
[15] Rostami-Hossury M, Ghasemi H, Kavan Nang P, Rezaii M, Mobasheri M., *"Mineral chemistry and thermobarometry of Jurassic diabasic dikes swarm from West Reza-Abad (Southwest of Biarjomand.)"*. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25(2018) 761-774
[16] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M. G., Mohajjel M., *"Mineralogy, geochemistry and radiometric age of mafic dikes in Delbar metamorphic complex (Southeast of Shahrood)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22(2013b) 484-471.
[17] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks"*, (1946) 308P.
[18] Leake B. E. *"The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles"*, American

hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)", Geology 17(1989) 837-841.

[29] Holland T., Blundy J., *"Non-Ideal Interactions in Cal- cic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Pla- gioclase Thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116(1994) 433-447.

[30] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M., *"Mineral chemistry, petrogenesis of metapelitic rocks of metamorphic-igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26(2018) 179-194.